

# La modélisation des variations climatiques

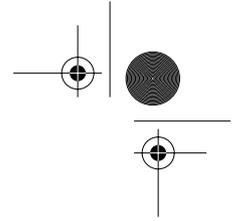
par GAVIN A. SCHMIDT

## *Résumé*

La modélisation des climats passés, présent et futurs constitue une étape essentielle si l'on veut comprendre comment et pourquoi le climat change et dans quelle mesure ces changements peuvent être prédits. Dans cette contribution, je présente un aperçu des modèles de circulation générale (MCG). Ces modèles prennent en compte un grand nombre des interactions physiques au sein du système océan-atmosphère-continent-cryosphère et sont utilisés dans le but de distinguer les variabilités intrinsèques et « forcées » du climat. Sont discutés ici les résultats de simulations utilisant comme forçage les fluctuations des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, la variabilité de l'activité solaire et des aérosols volcaniques, ainsi que des résultats plus récents de simulations de la variabilité climatique du  $XX^e$  siècle faisant intervenir plusieurs forçages.

## *Introduction*

Le climat, défini comme la moyenne statistique des conditions météorologiques, est naturellement complexe et le nombre des rétroactions et des interactions possibles est extrêmement élevé. À mesure que notre compréhension des mécanismes de la variabilité climatique s'est accrue, les outils développés pour englober nos connaissances sont devenus plus complexes. Ces outils, les modèles de circulation générale,

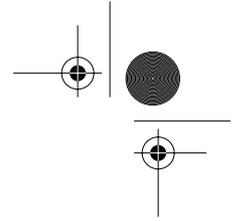


dérivent originellement des modèles de prédiction météorologique et incluent la plupart des systèmes clés qui contrôlent la variabilité climatique : l'atmosphère, l'océan, la banquise, les continents et les calottes glaciaires. Les interactions entre ces différents sous-systèmes, chacun avec ses échelles temporelle et spatiale, donnent lieu à un très large spectre de comportements possibles du système, à la fois dans le « monde réel » et dans les simulations.

Il est nécessaire de valider ces modèles en les comparant aux variations climatiques passées. Si nous voulons accorder du crédit aux prédictions du climat futur, envisagé comme résultant des modifications du bilan radiatif terrestre engendrées par les activités humaines (et en particulier l'injection de gaz à effet de serre et d'aérosols dans l'atmosphère), il nous faut estimer dans quelle mesure les modèles reflètent les variations climatiques qu'a effectivement connues la Terre par le passé. Dans cet article je tenterai de donner un aperçu de quelques travaux réalisés par des collègues et moi-même dans le but d'aborder ce problème concret.

L'histoire du climat peut être divisée en trois grandes périodes pour les besoins de cet article : le climat préholocène (avant 11 500 ans BP environ), l'Holocène préindustriel et la période « anthropocène » (postérieure à 1850). Le climat préholocène est caractérisé par des changements significatifs des conditions aux limites (topographie des calottes glaciaires, limites continentales, etc.) et ne sera pas discuté ici. Les climats holocènes, en dépit de changements moins radicaux, ont l'avantage de présenter des conditions aux limites similaires à l'actuel. Le climat préindustriel (avant 1850), soumis à la combinaison des variabilités intrinsèques et des forçages naturels (définis ci-dessous), peut faire office d'« état initial » en regard duquel seront appréhendées les variations mesurées après 1850, date à partir de laquelle les influences humaines sur le climat commencent à être significatives.

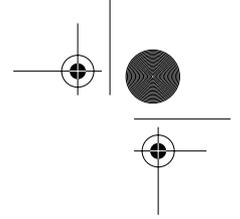
Je traiterai deux exemples de changements climatiques, le Petit Âge glaciaire, en particulier le Minimum de Maunder (1650-1710), et la période postérieure à 1850 sur laquelle s'est portée l'attention du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) et pour laquelle de nombreuses simulations ont été réalisées en vue du quatrième rapport d'activité à venir. La différence entre ces deux époques réside dans le fait que la disponibilité et la qualité des données climatiques sont meilleures pour la période la plus récente mais que les effets potentiels, dus principalement à l'activité industrielle, sont bien plus nombreux et complexes. Ce paradoxe rend la validation des modèles bien plus difficile qu'on pourrait le supposer.



En premier lieu, je ferai une distinction entre variabilité intrinsèque et variabilité forcée. Ces deux effets sont présents simultanément dans les enregistrements climatiques et ne peuvent pas, en général, être clairement séparés. La météorologie est chaotique dans le sens où le temps ne peut être prédit, même en théorie, à plus d'une semaine environ, du fait de la sensibilité des conditions initiales propre aux systèmes chaotiques. Le climat, qui représente la moyenne à long terme du temps météorologique, est mieux contraint mais sa variabilité dans le temps résulte exclusivement des « statistiques de la météo ». Cette variabilité est par conséquent inhérente au système climatique. La variabilité forcée, en revanche, découle des changements des conditions aux limites (dont de nombreux exemples sont donnés ci-dessous), qui s'exprimeront par des résultats homogènes et cohérents quel que soit l'état météorologique (bien qu'une étape de lissage soit nécessaire pour détecter le signal forcé dans le bruit météorologique).

Les modélisateurs ont un profond parti pris en faveur des changements climatiques forcés car les causes et les effets en sont facilement identifiables. Il est bien plus problématique en effet de dégager la variabilité intrinsèque des enregistrements climatiques et des modèles, du fait du couplage étroit qui existe entre les cycles physiques (océan, atmosphère, banquise) et biogéochimiques. En revanche, dès lors que l'on s'attache à identifier la variabilité forcée dans les enregistrements climatiques, on extrait inévitablement la variabilité non forcée. Même en l'absence de forçage, des changements climatiques locaux, régionaux ou globaux ont eu lieu sous l'influence, par exemple, des variations de la circulation océanique à l'échelle de dizaines ou de centaines d'années (Delworth *et al.*, 1993, par exemple). Distinguer la variabilité intrinsèque de la variabilité forcée (par conséquent plus prévisible) est un axe de recherche central.

Dans un deuxième temps, je discuterai des expériences qui ont été ou pourront être réalisées, ainsi que le type de données paléoclimatiques à même de valider les simulations des modèles. Ces expériences sont centrées sur des intervalles de temps particuliers pendant lesquels les conditions sont supposées relativement stables (aux échelles de temps pertinentes eu égard aux configurations du modèle) et tentent de modéliser chaque forçage et les changements associés des conditions aux limites. Compte tenu de la difficulté à produire des paléoreconstructions et à reproduire la variabilité climatique observée, seuls de rares intervalles de temps sont susceptibles d'être examinés en détail, dont principalement l'Holocène moyen (8-6 ka BP), le Minimum de Maunder (période froide correspondant à la disparition prolongée des taches solaires à la fin du XVII<sup>e</sup> siècle), les périodes préindustrielle (milieu du XIX<sup>e</sup> siècle) et actuelle.



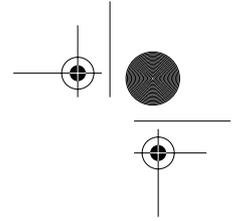
J'examinerai les simulations des variations climatiques transitoires pour lesquelles des modèles couplés à complexité variable sont incrémentés avec des forçages variant dans le temps afin d'estimer la réponse transitoire du climat. Cela a principalement été effectué pour les derniers 500 à 1 000 ans mais peut également être appliqué à des événements climatiques comme celui du lac Agassiz, il y a 8 200 ans.

### *Les modèles climatiques*

Je concentrerai ma discussion sur les modèles de circulation générale (MCG) appliqués au climat et mettrai l'accent sur les simulations utilisant diverses configurations des MCG du Goddard Institute for Space Studies (GISS) de la NASA. Ces modèles simulent relativement bien la circulation atmosphérique, les transferts radiatifs et les cycles hydrologiques mais peuvent présenter des différences notables en ce qui concerne le compartiment océanique et les modules biogéochimiques associés. Les MCG rencontrent des difficultés à reproduire certains aspects de la variabilité climatique (El Niño dans les modèles couplés, la connexion stratosphérique avec les oscillations nord-atlantique (ONA) ou arctique (OA), etc.) mais nombre d'aspects de la variabilité atmosphérique sont correctement simulés.

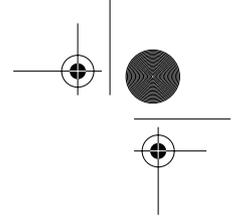
La base de tout modèle climatique repose sur le calcul des transferts radiatifs dans l'atmosphère. Cela comprend l'estimation de l'effet de serre, qui permet à la surface de la Terre de bénéficier de températures clémentes, de 30 °C supérieures à ce qu'elles seraient en l'absence d'atmosphère. Le passage des radiations solaires et thermiques (infrarouges) est affecté par les gaz à effet de serre (la vapeur d'eau, le CO<sub>2</sub>, etc.), les aérosols (particules liquides et solides, dont les poussières, en suspension dans l'air), les nuages et l'albédo (la réflectivité) de surface. Tout changement de la composition de l'atmosphère a par conséquent la capacité d'induire une modification des transferts radiatifs et par là même du climat.

Les modèles climatiques peuvent être utilisés de deux façons, à l'équilibre ou en mode transitoire. Dans le premier cas, un changement est généralement introduit aux conditions aux limites puis on laisse le modèle « tourner » suffisamment longtemps pour qu'un état statistiquement stationnaire soit atteint. Cela représente 5 à 10 ans de simulation pour un modèle ne tenant compte que de l'atmosphère (AMCG), environ 20 à 30 ans pour les modèles associant la couche mélangée de l'océan (AMCG-CM ou modèle Qflux) et environ 500 à 1 000 ans pour



des modèles impliquant une circulation profonde (véritables modèles couplés océan-atmosphère) du fait de la capacité calorifique très importante et de la faible vitesse de mélange de l'océan. Des configurations intermédiaires associent parfois des modèles comprenant une couche de mélange et des processus de diffusion vers l'océan profond. Selon le but de la simulation et l'échelle de temps impliquée, on définit une expérience appropriée. Il faut cependant noter que les processus à plus long terme qui ne sont pas explicitement considérés dans ce type de simulation (comme les calottes de glaces, le cycle du carbone, les températures de surface [pour les AMCG] et le transport d'énergie par l'océan [pour les AMCG-CM]) sont, de fait, implicitement supposés constants. Cette hypothèse peut s'avérer problématique, en particulier au niveau des surfaces océanique et continentale (végétation comprise), qui toutes deux influencent et peuvent être influencées par l'état de l'atmosphère. En revanche, les résultats sont statistiquement améliorés (en moyennant le bruit « météorologique »), et cela représente un avantage capital. Ce type d'expérience est généralement validé par des « instantanés » (simulations sériées de différentes périodes) et par les variations des structures spatiales.

Le deuxième type d'expérience est le mode transitoire : partant de conditions initiales prescrites, les forçages appliqués évoluent dans le temps et l'histoire climatique qui en résulte est simulée. Ce type de simulation se rapproche davantage des enregistrements paléoclimatiques eux-mêmes mais pose de nombreuses difficultés aux modélisateurs. Premièrement, définir des conditions initiales adéquates est extrêmement délicat et laborieux. En particulier, les océans gardent en mémoire les quelques dernières centaines d'années, ce qui peut influencer l'évolution climatique postérieure. Ce phénomène est potentiellement plus important pour la période correspondant à l'Holocène ancien, alors que l'océan réagissait encore à la déglaciation, ainsi que pour les périodes ultérieures pendant lesquelles l'océan n'avait pas encore atteint un état d'équilibre et pour lesquelles les observations ne permettent de contraindre qu'imparfaitement les changements océaniques. En second lieu, chaque expérience doit compter avec le comportement chaotique lié à sa réalisation, si bien que de nombreuses simulations sont nécessaires (ensemble de 5 à 10 réalisations) pour obtenir un bon rapport signal sur bruit, en particulier en ce qui concerne l'estimation des changements régionaux. Enfin, les estimations précises des variations temporelles des forçages sur la période préindustrielle sont extrêmement rares et s'accompagnent de grandes incertitudes.

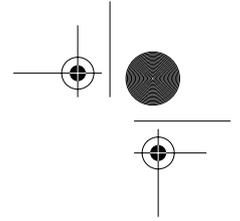


### *Forçages et réponses*

Pour les modèles climatiques, les forçages peuvent être définis assez simplement comme les changements des conditions de base indépendants des calculs du modèle. Par exemple, les fluctuations de l'insolation, du fait soit de la variabilité de l'activité solaire, soit des variations orbitales, est clairement un forçage externe. Les changements de la composition de l'atmosphère peuvent également être considérés comme un forçage à condition que cette composante ne constitue pas une sortie pronostique du modèle. Ainsi, au sein d'un modèle qui ne calcule pas la chimie de l'atmosphère, la concentration en méthane peut être envisagée comme un forçage, au contraire d'un modèle destiné à prédire les changements du cycle du méthane pour lequel des répercussions sur la température ou les émissions de CH<sub>4</sub> pourront intervenir. J'exposerai les principaux forçages reconnus (et ajouterai quelques idées plus spéculatives) et discuterai la possibilité de reconstituer avec précision leur histoire.

Les forçages peuvent être définis pratiquement par le changement instantané du budget radiatif au niveau de la tropopause (forçage instantané). Le changement global final de la température à l'équilibre est approximativement proportionnel au forçage, avec la sensibilité climatique comme constante de proportionnalité. On peut utiliser un meilleur marqueur en considérant le forçage qui s'ajuste au niveau de la stratosphère lorsque celle-ci tend vers l'équilibre radiatif alors que la troposphère est maintenue fixe (Hansen *et al.*, 2002). Les légères différences résultant de ces deux définitions du forçage ne seront pas discutées ici. Le concept de forçage instantané n'est cependant pas très utile pour les forçages dont les effets sont régionaux ou pour prédire les changements climatiques régionaux. Par exemple, le forçage radiatif orbital est en moyenne quasiment nul mais varie de façon très importante selon les régions du globe et la saison.

La variation de la température moyenne à la surface du globe en réponse à un doublement de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère constitue une mesure pertinente de la sensibilité climatique d'un modèle AMCG pourvu d'une couche océanique de mélange. Le forçage instantané généré par cette augmentation en gaz à effet de serre est de 4 W/m<sup>2</sup> et la réponse climatique résultante de l'ordre de 3 ± 1 °C (Houghton *et al.*, 2001) selon plusieurs modèles. Une certaine amplification de la réponse peut intervenir aux pôles (particulièrement en hiver)

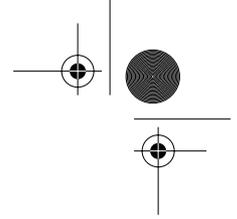


mais l'ampleur de ce phénomène dépend des conditions initiales fixées, telles que, par exemple, l'extension de la banquise (Holland et Bitz, 2003). Certains forçages sont susceptibles d'avoir un impact plus important sur les températures moyennes globales qu'une quantité équivalente de  $\text{CO}_2$ , par exemple l'effet des suies (*black carbon*) sur l'albédo aux pôles (Hansen et Nazarenko, 2004), mais le concept de forçage radiatif équivalent reste une grandeur pertinente. Pendant l'Holocène, il n'existe aucune preuve que la sensibilité climatique ait substantiellement changé.

#### LES GAZ À EFFET DE SERRE (GES)

Le principal gaz à effet de serre est la vapeur d'eau. Son temps de résidence dans la troposphère est cependant si court (environ 10 jours) qu'il est généralement considéré comme une rétroaction sur les autres forçages et est modélisé comme tel. Les teneurs atmosphériques de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2\text{O}$ , autres gaz à effet de serre importants, ont été mesurées dans les bulles de gaz piégées dans les carottes de glace et leur évolution passée est relativement bien connue. L'histoire holocène préindustrielle de ces gaz est remarquablement stable puisque les teneurs en  $\text{CO}_2$  présentent des fluctuations de 20 ppmv seulement autour de la valeur moyenne préindustrielle de 280 ppmv et celles de  $\text{N}_2\text{O}$  avoisinent  $260 \pm 18$  ppbv (Sowers *et al.*, 2003). Les concentrations en méthane sont légèrement plus variables et oscillent entre un pic à 700 ppbv à 11 ka BP et un minimum de 575 ppbv vers 5,5 ka BP, puis à nouveau des valeurs supérieures à 700 ppbv pendant la période préindustrielle récente (Chappellaz *et al.*, 1997 ; Houghton *et al.*, 2001). On observe une chute notable d'au moins 60 ppbv des teneurs atmosphériques en  $\text{CH}_4$  vers 8,2 ka BP. Depuis 1850 AD, ces trois gaz montrent des teneurs croissantes atteignant en 2003 des valeurs de 380 ppmv, 1 750 ppbv et 318 ppbv respectivement, principalement en réponse aux activités industrielles et agricoles modernes.

Le forçage radiatif induit par les gaz à effet de serre est faible pendant l'Holocène préindustriel, s'élevant à  $0,5 \text{ W/m}^2$  pour le  $\text{CO}_2$  et à  $0,09 \text{ W/m}^2$  pour le méthane entre le minimum de 5,5 ka BP et 1850 AD. La baisse des teneurs en  $\text{CO}_2$  constatée aux XVII<sup>e</sup> et XVIII<sup>e</sup> siècles s'accompagne d'un forçage négatif de l'ordre de  $0,1-0,2 \text{ W/m}^2$ . La chute des concentrations en  $\text{CH}_4$  vers 8,2 ka BP résulte en un forçage négatif de  $0,05 \text{ W/m}^2$ , vraisemblablement trop faible pour induire un changement radiatif sensible. Le temps de résidence court du  $\text{CH}_4$  dans l'atmosphère (8-10 ans) et le pas d'échantillonnage peu précis des carottes de glace n'excluent pas que des variations à plus courts termes soient intervenues,



mais de telles fluctuations n'auraient probablement eu que des impacts climatiques très limités. Les variations des teneurs en méthane ont également des effets indirects sur la quantité de vapeur d'eau dans la stratosphère et sur l'ozone, mais ceux-ci sont bien moins importants que les impacts directs. Depuis 1850, le forçage combiné exercé par le  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  et  $\text{N}_2\text{O}$  est estimé à  $2,3 \text{ W/m}^2$  (Hansen *et al.*, 2002) et fait de ces gaz le principal moteur du réchauffement climatique connu par la Terre depuis le dernier siècle (figure 1).

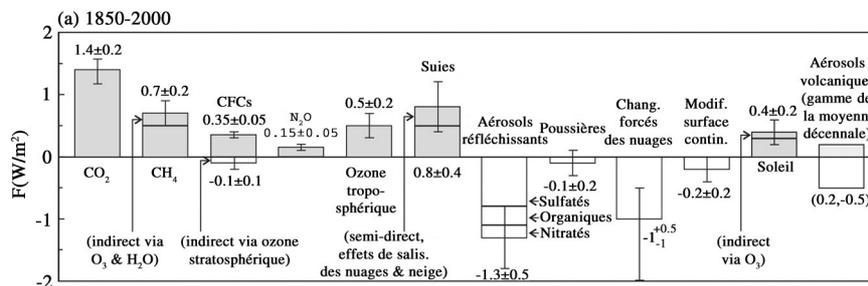


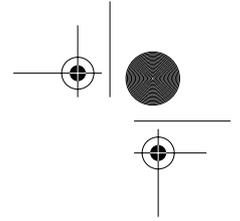
Figure 1 : Les forçages radiatifs depuis 1850 estimés par Hansen *et al.* (2002). Ils incluent les GES ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFCs), l'ozone, les aérosols (sulfates, nitrates, carbonés et la poussière) et leurs effets indirects, les changements continentaux, l'activité solaire et les volcans.

D'autres gaz tels les CFC ont également joué un rôle significatif au  $\text{XX}^{\text{e}}$  siècle (environ  $0,35 \text{ W/m}^2$ ), mais grâce au protocole de Montréal et aux amendements suivants, leur importance est vraisemblablement amenée à décroître dans l'avenir (Shindell *et al.*, 1998).

#### L'OZONE

L'ozone est un autre gaz à effet de serre mais n'est pas uniformément réparti dans l'atmosphère : sa distribution présente de larges variations verticales, horizontales et temporelles. L'ozone se concentre dans la stratosphère où il existe un équilibre entre l'induction photolytique (par les radiations UV) et la dégradation chimique. Dans la troposphère, l'ozone est étroitement couplé avec la chimie troposphérique. Les émissions de gaz tels les CFC, le méthane, l'oxyde de carbone et les oxydes d'azote ont eu des répercussions sur l'ozone au cours de la période industrielle de même que les variations de l'activité solaire pendant l'époque préindustrielle. Des mesures d'ozone de qualité suffisante pour être intégrées aux modèles de circulation générale ne sont disponibles que depuis 1979. Les variations





antérieures sont par conséquent mal connues et l'ozone est utilisé plutôt comme une rétroaction dans les modèles prenant en compte les interactions entre comportement physique et cycle chimique de l'ozone (*cf.* la discussion sur les effets de l'irradiance ci-dessous). Le forçage climatique induit par l'ozone n'est pas univoque du fait de la distribution particulière de ce gaz dans l'atmosphère : la baisse de la concentration en ozone stratosphérique au XX<sup>e</sup> siècle a résulté en un forçage négatif de faible amplitude alors que l'augmentation de l'ozone troposphérique a induit un forçage positif de l'ordre de  $0,5 \text{ W/m}^2$ .

#### LES AÉROSOLS VOLCANIQUES

Les éruptions volcaniques explosives peuvent projeter une quantité considérable d'aérosols (des sulfates) dans la stratosphère où ils peuvent demeurer suffisamment longtemps pour causer un changement radiatif significatif. Les aérosols jouent un rôle ambivalent puisque, d'une part, ils réfléchissent les radiations solaires et accroissent l'albédo terrestre (contribuant par là même au refroidissement de la Terre) et, d'autre part, absorbent localement les radiations dans la basse stratosphère (réchauffement). Les aérosols troposphériques sont rapidement éliminés par les précipitations et ont un impact minime sur le climat du fait de leur temps de résidence très court (quelques semaines contre plusieurs années dans la stratosphère). Le forçage radiatif total d'une éruption comparable à celle du mont Pinatubo en 1991 atteint des valeurs maximales de  $-3$  à  $-4 \text{ W/m}^2$  (Hansen *et al.*, 2002).

Déterminer l'histoire du forçage volcanique implique de connaître l'occurrence des éruptions, la quantité et la composition des sulfates libérés ainsi que la fraction ayant pénétré dans la stratosphère. Les observations satellitaires et les mesures révèlent que ce sont principalement les volcans tropicaux (Pinatubo, Tambora, Toba,...) qui ont les effets les plus durables. Leurs éruptions passées sont détectables à des niveaux inhabituellement riches en sulfate dans les carottes de glaces de l'Antarctique et du Groenland. Ces enregistrements ont par conséquent été utilisés pour estimer le forçage induit par les sulfates au cours de l'Holocène (Hammer *et al.*, 1997 ; Udisti *et al.*, 2000). Les enregistrements les plus fiables correspondent au dernier millénaire pour lequel nombre de dépôts de sulfates peuvent être attribués à des éruptions connues. Il faut cependant noter que les estimations des forçages radiatifs induits par des éruptions même bien connues et décrites peuvent varier significativement selon les sources et les données utilisées.

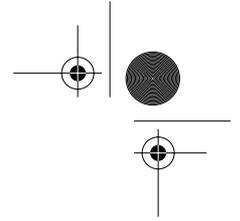
Alors que l'impact d'une seule éruption ne dure que quelques années (soit le temps de résidence des aérosols dans la stratosphère), on



observe une tendance à l'augmentation de la fréquence des éruptions à l'échelle décennale voire centennale pendant l'Holocène. Les variations du forçage volcanique peuvent donc avoir un impact à long terme sur le climat. Les simulations utilisant les modèles de type EBM (*Energy Balance Model*) (Crowley, 2000, entre autres) ont montré que le refroidissement moyen à l'échelle d'un hémisphère en réponse au forçage volcanique (prenons l'exemple du mont Pinatubo) est correctement simulé par ces modèles et est proportionnel à la sensibilité climatique. Ce résultat est confirmé par des simulations aux échelles décennales produites par les MCG (Shindell *et al.*, 2003). Il existe également des indices de l'influence de l'activité volcanique sur la fréquence ENSO (Adams *et al.*, 2003).

L'examen des données saisonnières offre un point de vue intéressant sur l'impact climatique des aérosols. Robock et Mao (1995), en se basant sur les mesures accumulées depuis les derniers siècles, montrent que certaines régions de l'hémisphère Nord, comme l'Eurasie, connaissent un léger réchauffement hivernal pendant le ou les deux hivers suivant une éruption volcanique. Des travaux basés sur l'étude d'archives couvrant une période plus vaste (Fisher *et al.*, 2004) associée à des paléoreconstructions d'une résolution temporelle saisonnière ont montré que cette tendance est également vraie pour les 500 dernières années (Shindell *et al.*, 2004). Cet axe de recherche constitue un objectif attrayant pour les modélisateurs dans la mesure où il semble exister une réponse climatique claire dès lors que l'on considère un grand nombre d'éruptions.

Les aérosols émanant des volcans El Chichon (1982) et Pinatubo (1991) en particulier ont été très largement étudiés et, si l'on postule que les éruptions passées présentaient les mêmes caractéristiques des points de vue de leur évolution temporelle et des distributions spatiale et granulométrique des aérosols, il devient facile de modéliser leur effet sur le climat. Par exemple, Shindell *et al.* (2004) présentent une étude, réalisée avec un MCG, des effets des éruptions du Krakatoa, du Santa Maria et du Pinatubo à partir de 5 ensembles de simulations (soit un total de 15 cycles éruptifs). Les températures moyennes obtenues pour l'hiver suivant les éruptions montrent clairement une tendance similaire à celle récemment observée et issue des paléoreconstructions, à savoir un réchauffement sur le continent eurasiatique, accompagné d'un refroidissement autour de la Méditerranée. Ce léger réchauffement hivernal s'accompagne d'une circulation atmosphérique accélérée, les oscillations nord-atlantique (ONA) et arctique (OA) sont alors en phase positive (Hurrell, 1995 ; Thompson et Wallace, 1998). Il faut noter que la phase hivernale de l'ONA est très variable et les fluctuations des températures moyennes obtenues dans cette étude sont bien inférieures à sa variabilité



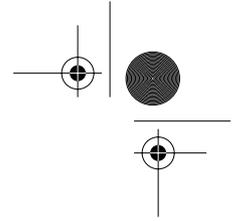
interannuelle. Ces valeurs ne sont par conséquent statistiquement pertinentes qu'à la condition d'être confirmées par des simulations répétées. Par ailleurs, cette tendance régionale n'apparaît quasiment pas dans les simulations moyennées sur dix ans (Shindell *et al.*, 2003). À cette échelle de temps plus longue, on assiste à un refroidissement général avec une amplification de cette réponse au niveau des pôles. La tendance au réchauffement hivernal est au moins partiellement reliée aux modifications des gradients de température et de la dynamique de la stratosphère. Les modèles à faible résolution stratosphérique sont donc susceptibles de ne pas rendre compte de ce phénomène (Robock *et al.*, 1999).

#### L'ACTIVITÉ SOLAIRE

L'activité solaire fluctue avec une cyclicité de 11 ans, le développement des observations satellitaires en a apporté la confirmation (Wilson, 1997, par exemple). Les phases d'activité maximale se manifestent par la présence évidente de taches solaires sombres et de structures granulaires lumineuses associées que l'on appelle « faculae ». L'irradiance solaire totale (IST), qui correspond au flux lumineux par unité de surface et à une unité de distance Terre-Soleil moyenne, est alors supérieure de 0,1 % comparée aux phases d'activité minimale, pendant lesquelles les taches solaires sont réduites et peu nombreuses. L'irradiance varie de façon importante dans les hautes fréquences (les UV), de 1 à 10 %, bien que l'irradiance totale, intégrée sur toutes les bandes de fréquence du spectre solaire, soit stable (Lean *et al.*, 1995). Le forçage direct induit par la différence d'irradiance entre phases d'activité minimale et maximale s'élève à  $0,24 \text{ W/m}^2$ , en tenant compte de la géométrie et de l'albédo terrestre. Il existe cependant peu de signes d'une réponse climatique à la cyclicité de 11 ans du fait de la grande capacité calorifique de l'océan et de l'existence d'une variabilité intrinsèque du climat quasiment à la même fréquence. La variabilité solaire est donc susceptible d'être notable aux échelles de temps pluridécennales, voire plus longues.

Les observations des taches solaires au cours des 400 dernières années témoignent d'une variabilité considérable de l'activité solaire à cette fréquence. En particulier, la fin du XVII<sup>e</sup> siècle est marquée par l'absence quasi totale de taches solaires. Cette période, le Minimum de Maunder (1650-1710), coïncide avec un intervalle particulièrement froid. De ce constat est née l'hypothèse qu'une baisse de l'activité solaire était la principale cause de ce refroidissement. En revanche, établir un lien potentiel entre la variabilité solaire à long terme et les changements observés du cycle solaire est encore très spéculatif (Lean *et al.*, 2002).

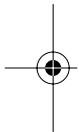


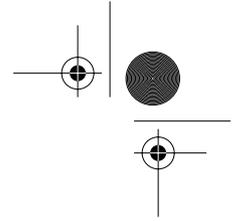


De même, le champ héliomagnétique varie, approximativement en phase avec l'irradiance solaire, et module le flux de radiations cosmogéniques entrant dans l'atmosphère terrestre. Ces rayons cosmiques hautement énergétiques sont responsables de la production des radionucléides comme le  $^{14}\text{C}$  et le  $^{10}\text{Be}$ . Ainsi, le taux de production des radionucléides fluctue en accord avec les cycles solaires : la production est faible quand l'activité solaire et le champ héliomagnétique sont maximaux (Lal et Peters, 1967 ; Masarik et Beer, 1999). L'estimation de l'irradiance solaire passée repose donc sur les enregistrements (archives glaciaires, sédimentaires,...) de ces isotopes (Stuiver et Quay, 1980 ; Bard *et al.*, 1997). Ces enregistrements sont généralement calibrés sur les estimations du forçage solaire pendant le Minimum de Maunder bien que celles-ci soient très incertaines (Bard *et al.*, 2000 ; Lean *et al.*, 2002) et ne permettent pas d'apprécier avec précision le forçage. Des reconstructions multimillénaires de l'irradiance, combinant les observations des taches solaires et les mesures des isotopes cosmogéniques, existent cependant et peuvent être utilisées avec prudence, l'incertitude sur l'ampleur des variations à long terme de l'activité solaire demeurant très importante.

Isoler les effets du forçage solaire dans les enregistrements climatiques est ardu, en particulier pour les enregistrements acquis par des mesures directes, du fait du grand nombre de facteurs variant simultanément pendant un intervalle de temps court. Les reconstructions paléoclimatiques sont au contraire suffisamment longues (Mann *et al.*, 2002) et Waple *et al.* (2002) ont montré que la variabilité solaire à long terme a eu une influence significative sur les distributions des températures de surface. Une correspondance est observée entre la variabilité solaire et les paléotempératures, une fois cet enregistrement filtré (> 40 ans) et décalé de 10 à 30 ans. Ce délai correspond au temps d'ajustement thermique de l'océan en réponse au forçage solaire. Les effets du forçage solaire sont quasiment opposés à la tendance de réchauffement hivernal induit par les aérosols, ce qui semble indiquer que la distribution spatiale des changements de températures dans les régions océaniques et continentales se superpose à une réponse moyenne globale induite par les forçages climatiques.

Les modèles forcés avec une modification de l'irradiance solaire totale (IST) produisent généralement, en sortie, des changements minimes de la température moyenne (environ  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  à l'équilibre pour un forçage de  $0,1\%$ ), en accord avec leur sensibilité vis-à-vis du  $\text{CO}_2$  (Hansen *et al.*, 1997a). Cette réponse est de faible ampleur et ne s'accorde pas avec la variabilité observée au cours des cycles solaires, en particulier au niveau de la stratosphère. L'ozone stratosphérique est en effet particulièrement sensible aux variations du spectre solaire dans la gamme des hautes fréquences





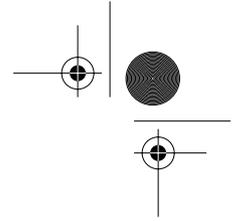
(rayons UV) et les modèles pourvus d'une stratosphère réaliste et tenant compte des interactions avec l'ozone tendent à fournir des résultats plus proches de la variabilité relative aux cycles solaires (Haigh, 1996 ; Shindell *et al.*, 1999). L'océan ne réagit pas significativement à l'échelle des cycles solaires, mais dans le cas d'une variabilité à plus long terme la réponse thermique de l'océan devra être considérée.

Les résultats des modèles AMCG-CM décrits dans Shindell *et al.* (2001b) montrent un changement dans la distribution des températures régionales qui s'accorde bien avec les données paléoclimatiques. Il s'agit de résultats à l'équilibre : la couche océanique de mélange est autorisée à s'ajuster thermiquement à la variation des flux appliqués en surface alors que le transport océanique de chaleur reste constant. Le changement de température constaté résulte principalement d'un déplacement des pressions en surface de l'océan depuis les moyennes vers les hautes latitudes, en accord avec des phases plus négatives des oscillations nord-atlantique et arctique. La variabilité interannuelle de ces indices ne change pas sensiblement. La comparaison avec les analyses de Waple *et al.* (2002) est pertinente car ces deux dernières simulations ne considèrent (sur le long terme) que la composante solaire du changement appliqué et le retard observé est cohérent avec le temps de réponse thermique de l'océan. Étant donné les incertitudes sur l'ampleur du forçage solaire, la sensibilité climatique et la capacité des différents indicateurs ou marqueurs à décrire les variabilités à long terme, la correspondance entre ces simulations est étonnamment bonne. Dans la réponse au forçage volcanique, le résultat provient dans une large proportion (50 % environ) de la variation des gradients de températures au sein de la stratosphère, elle-même induite par les interactions avec l'ozone.

#### LES CHANGEMENTS CONTINENTAUX

Les modifications affectant la surface des continents influencent le climat de façon directe par l'intermédiaire de la variation de l'albédo, de l'évapotranspiration et des précipitations, mais également de façon indirecte, par la biosphère responsable de l'émission de composés organiques volatils. Ceux-ci jouent sur les réactions d'oxydation dans l'atmosphère et, par conséquent, sur les concentrations de méthane et d'ozone troposphérique. La biosphère intervient également par la formation d'aérosols organiques, qui interagissent directement avec les radiations et agissent indirectement sur la formation des nuages, et en modulant la quantité de poussières disponibles (qui diminue avec l'extension de la végétation). La combustion de la biomasse (et la production de CO et de suies qui en découle) liée à l'aridification et aux changements de végétation, ainsi





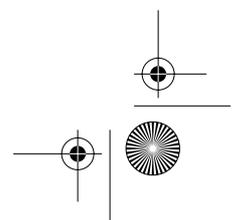
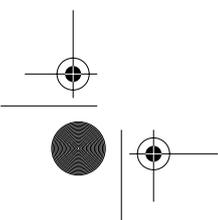
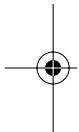
que l'extension et la contraction des tourbières et marécages (qui sont des zones sources pour le méthane) sont d'autres phénomènes capables d'agir sur le climat. Des estimations des changements de végétations existent pour les trois derniers siècles (Ramankutti et Foley, 1999, entre autres) et pour l'Holocène moyen, grâce à des projets tels que BIOME6000 (Prentice et Webb III, 1998).

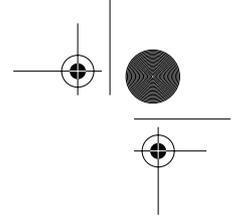
Aujourd'hui, aucun modèle climatique n'inclut l'éventail complet des effets mentionnés ci-dessus. Cependant, les résultats préliminaires des simulations pour l'Holocène moyen montrent que les changements de végétation sont un facteur clé (Braconnot *et al.*, 1999) et que les interactions entre végétation et climat sont susceptibles d'avoir joué un grand rôle pendant les périodes les plus récentes (Bauer *et al.*, 2003). Le forçage radiatif résultant exclusivement du changement d'albédo induit par l'expansion des terres cultivées depuis 1850 a été estimé à  $-0,2 \text{ W/m}^2$ .

#### LES AÉROSOLS TROPOSPHÉRIQUES

Les aérosols troposphériques constituent le forçage le plus difficile à estimer du fait de leur distribution spatiale et de leur composition très diverses ainsi que du très large éventail d'effets directs et indirects qu'ils peuvent produire. Les poussières minérales et le sel marin sont les aérosols les plus communément considérés, mais les sulfates, les nitrates, et les aérosols carbonés (issus principalement de la pollution industrielle) sont ceux dont l'impact sur le budget radiatif terrestre est le plus important. D'une part, les sulfates et les nitrates réfléchissent les radiations, contribuent de ce fait à l'augmentation de l'albédo et impliquent un forçage négatif. D'autre part, les suies absorbent les radiations et constituent un forçage positif. Nombre d'aspects de la chimie des aérosols et des interactions entre aérosols commencent à peine à être compris. De plus, les effets indirects des aérosols sur les propriétés des nuages (réflectivité et durée de vie) et sur l'albédo de la neige et la glace sont connus mais mal contraints.

Pour évaluer l'importance globale de ces forçages (ainsi que ceux induits par les poussières et l'ozone troposphériques, discutés plus bas), les modèles doivent produire des champs dont les caractéristiques s'accordent aux conditions aux limites appropriées et aux enregistrements disponibles des émissions de ces composés. Il s'agit d'un domaine de recherche actif, et, compte tenu des incertitudes et de la rareté des données convenablement validées, les résultats de telles simulations resteront spéculatifs dans les années à venir. Les estimations du changement induit depuis 1850 se situent raisonnablement autour de  $-1,6 \text{ W/m}^2$  mais peuvent varier de plus ou moins  $1 \text{ W/m}^2$  (Hansen *et al.*, 2002).





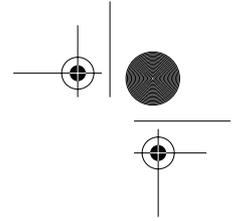
À long terme, les poussières transportées par les vents constituent un forçage radiatif supplémentaire non négligeable. L'enregistrement des poussières est accessible par l'étude de carottes sédimentaires marines situées en aval, suivant les champs de vent, des sources majeures. Pendant la période humide africaine (de 8 à 5,5 ka BP), les dépôts de poussières dans l'Atlantique étaient plus faibles d'un tiers comparés à nos jours (De Menocal *et al.*, 2000). La capacité des poussières africaines à participer notablement aux forçages climatiques il y a 6 000 ans reste toutefois incertaine.

#### LES CHANGEMENTS ORBITAUX

Une des plus importantes perturbations du forçage radiatif depuis la fonte des calottes Laurentide et Fenno-Scandienne est indubitablement la variation de l'insolation (les radiations solaires reçues par la Terre) depuis l'Holocène moyen jusqu'à nos jours, sous l'influence des changements orbitaux telles l'obliquité et la précession des équinoxes. Il y a 6 000 ans environ, l'insolation d'été était bien plus importante dans l'hémisphère Nord qu'elle ne l'est actuellement (de plus de 25 W/m<sup>2</sup> pendant cette saison) et l'ensoleillement annuel était légèrement réduit au niveau des tropiques. Nous avons une connaissance précise des forçages qui ont opéré à cette période (Berger, 1978) et la configuration des calottes glaciaires était similaire à celle que nous connaissons aujourd'hui. Pour ces raisons, cette période représente un grand intérêt pour les modélisateurs. C'est en particulier le cas pour le projet d'intercomparaison des modèles paléoclimatiques, PMIP (Hewitt et Mitchell, 1996 ; Joussaume *et al.*, 1999 ; Braconnot *et al.*, 1999 ; Otto-Bliesner, 1999 ; Kitoh et Murakami, 2002 ; Liu *et al.*, 2003 ; Schmidt *et al.*, 2005). Le rythme des changements orbitaux est cependant extrêmement lent et ne peut être considéré comme un forçage significatif sur les derniers siècles, de même qu'à moyen terme, dans l'avenir.

#### *Simulation d'une période spécifique : le Minimum de Maunder*

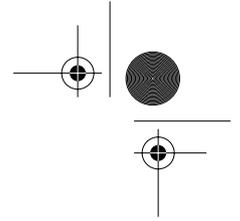
Les expériences portant sur des périodes déterminées peuvent être très utiles en ce qu'elles permettent de comparer et d'accorder les résultats des modèles à des données paléoclimatiques de différentes sources (en particulier les carottes de glace, les cernes de croissance des arbres, etc.) avec



une bonne précision temporelle. En revanche, le modélisateur se doit de tenir compte d'un certain nombre de points. Tout d'abord, la période de temps sur laquelle le forçage est supposé actif détermine la configuration du modèle la plus appropriée. Par exemple, la réponse à un forçage de courte durée (jusqu'à une vingtaine d'années) peut être calculée avec un modèle pourvu d'une simple couche océanique de mélange alors que la prise en compte de la réponse dynamique de l'océan sera cruciale pour des forçages à plus long terme. Ensuite, tous les forçages pertinents connus doivent être inclus. Enfin, la chronologie des données auxquelles sont comparés les modèles doit être strictement contrôlée et la période couvertes par les enregistrements, le plus étendue possible. La réponse dépend de la durée du forçage (comme l'illustre l'exemple donné au paragraphe suivant) et on distinguera la réponse océanique induite par le forçage correspondant à une seule éruption de celle induite par de nombreuses années d'activité volcanique exceptionnelle. De même, la réponse dynamique de l'océan est fonction de l'échelle de temps sur laquelle s'exerce le forçage (Visbeck *et al.*, 1998). L'extrapolation des résultats sur des périodes plus longues nécessite par conséquent beaucoup de prudence.

Le Minimum de Maunder (1650-1710) est devenu la période communément utilisée pour évaluer la variabilité du climat préindustriel. À cette époque, reconnue comme l'une des plus froides du Petit Âge glaciaire (Eddy, 1976), les observations font état d'une faible occurrence des taches solaires. Contrairement au Petit Âge glaciaire, le Minimum de Maunder est une période chronologiquement bien définie et, s'étalant à la fois sur les périodes historique et instrumentale (pour quelques enregistrements longs), les données disponibles pour les comparaisons sont relativement riches et variées. L'intervalle de temps impliqué est suffisamment long pour engendrer une réponse thermique notable de l'océan et, éventuellement, initier une réponse dynamique dans l'Atlantique Nord en particulier. L'expérience décrite ci-après utilise une simple couche océanique de mélange et est par conséquent à la frontière des simulations appropriées pour cette période.

Les données comparées correspondent à la différence entre les estimations moyennes pour la période 1660-1680, incluse dans le Minimum de Maunder, et celles considérées pour l'intervalle 1770-1790, soit un siècle plus tard. Entre ces deux périodes, cette différence est significative pour les estimations des forçages à la fois solaire et volcanique bien qu'une modification sensible de la composition de l'atmosphère par les activités humaines n'ait vraisemblablement pas encore eu lieu. La concentration en gaz à effet de serre et l'occupation du sol ont en effet connu des changements minimes entre ces deux époques. La comparaison des tem-

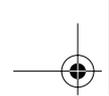


pératures moyennées sur plusieurs décennies révèle que la distribution spatiale des changements de température est cohérente avec les résultats des simulations ne tenant compte que du forçage solaire, bien que l'ampleur du changement donné par les calculs du modèle soit supérieure à celle observée, soit 0,5 °C contre 0,2-0,4 °C (Shindell *et al.*, 2003). Cet écart peut résulter soit de la trop grande sensibilité de ce modèle (1 °C par W/m<sup>2</sup>, comparée à la sensibilité standard de 0,75 °C par W/m<sup>2</sup>), soit du forçage solaire trop important (la variabilité solaire est surestimée par les reconstructions de Lean *et al.* [2002]), soit du fait de l'incertitude portant sur la variabilité à basse fréquence dans les paléoreconstructions (Esper *et al.*, 2002 ; Mann et Hughes, 2002). Étant donné ces incertitudes, la comparaison est raisonnablement satisfaisante, mais met en évidence les problèmes engendrés par les simulations de périodes spécifiques par rapport aux simulations de forçage spécifique décrites précédemment.

### *Les simulations transitoires*

Des enregistrements fiables retraçant chaque forçage, des conditions initiales pertinentes et de bonnes ressources informatiques sont requis pour réaliser correctement des simulations transitoires. Ces restrictions impliquent que ce type de simulations n'a été réalisé que sur les derniers 500 à 1 000 ans avec des modèles couplés de complexités variées (Widmann et Tell, 2003 ; Gonzalez-Rouco *et al.*, 2003 ; Rind *et al.*, 2004 ; Goosse *et al.*, 2004). La durée des simulations implique que celles-ci sont presque toujours effectuées avec des versions relativement anciennes des MCG, et certaines composantes des forçages ou de la physique utilisées ne sont pas tout à fait à la pointe de nos connaissances. On vise à reproduire les reconstructions des températures dans l'hémisphère Nord (Mann *et al.*, 1999 ; Esper *et al.*, 2002 ; Luterbacher *et al.*, 2004 ; Briffa *et al.*, 1998, etc.)

Un autre événement climatique transitoire qui a été modélisé jusqu'à présent est l'événement de 8,2 ka BP (Renssen *et al.*, 2001). Celui-ci représente une cible intéressante pour les tentatives de modélisations futures. En effet, il se manifeste par un signal très clair dans les enregistrements climatiques et résulte d'un forçage dont le déroulement est relativement bien contraint : à raison d'un déversement de 5 à 15 Sv d'eau douce par an dans l'Atlantique Nord depuis la fin du drainage du lac Agassiz ou, éventuellement, la fin de la fonte du dôme d'Hudson (von Grafenstein *et al.*, 1998 ; Barber *et al.*, 1999). Du point de vue de la modélisation, la



principale difficulté dans ce cas est de trouver les conditions (océaniques) initiales adéquates pour la perturbation. Nous ne nous étendons cependant pas sur cet événement ici.

#### LES DERNIERS 500 ANS

Je me concentrerai sur les simulations transitoires d'une période (1550-1800) couvrant le Minimum de Maunder mais n'incluant ni la phase de démarrage des simulations ni la perturbation radiative majeure qu'ont connue les XIX<sup>e</sup> et XX<sup>e</sup> siècles. Les forçages consistent en des fluctuations (de faible ampleur) des concentrations en gaz à effet de serre, en aérosols volcaniques et de l'irradiance solaire (Robertson *et al.*, 2001). Les résultats permettent de distinguer la variabilité forcée (le signal commun entre les différentes simulations) de la variabilité intrinsèque (la différence entre chaque simulation) du climat.

En guise d'illustration, j'examine un méta-ensemble de 6 simulations (Waple *et al.*, 2002 ; Schmidt *et al.*, 2005) (figure 2). Je distingue le terme « méta-ensemble » du terme « ensemble », plus classiquement utilisé et pour lequel seules les conditions initiales changent. Dans le cas exposé varient à la fois la profondeur de la couche océanique de fond, les conditions initiales de l'océan (froid ou chaud) et l'amplitude du forçage volcanique. Ces simulations sont caractérisées par une résolution spatiale assez lâche ( $8^\circ \times 10^\circ$ ), neuf couches selon l'axe vertical et une couche océanique de mélange permettant la diffusion vers l'océan profond. Elles impliquent

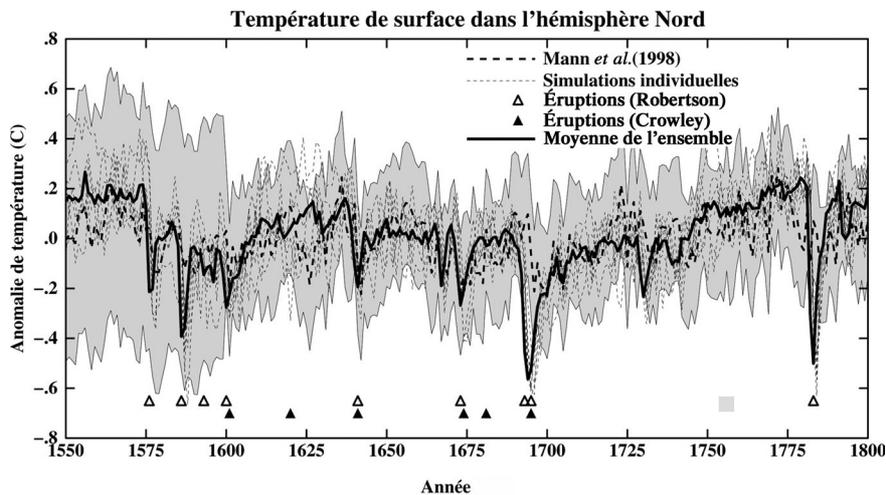
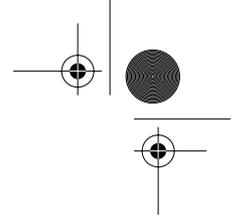


Figure 2 : Simulations du climat du Petit Âge glaciaire forcées par les variations solaires et volcaniques, comparées aux données de Mann et al. (1998), avec leur intervalle de confiance en grisé. Les éruptions importantes sont indiquées.





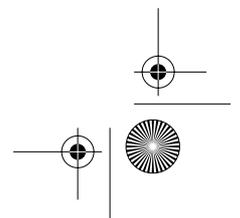
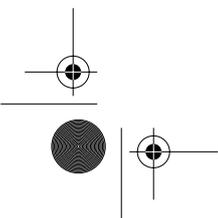
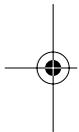
les forçages solaire, volcanique et celui exercé par les gaz à effet de serre (Robertson *et al.*, 2001). Plusieurs remarques peuvent être faites concernant les résultats de ces simulations.

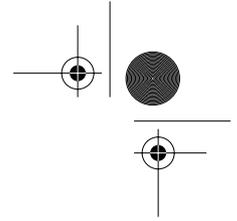
1. L'impact à court terme des éruptions volcaniques ressort clairement de l'ensemble des modèles et des observations (avec néanmoins des incertitudes quant à la chronologie et à l'importance des réponses). L'ampleur de la réponse du modèle dépend de la sensibilité du modèle et de la fonction du forçage radiatif, la concordance entre les reconstructions et le modèle peut donc être fortuite. Il apparaît toutefois nettement que les réponses aux éruptions du Laki (1783-1784) et du Tambora (1816) sont surestimées.

2. Le « bruit de fond » perçu dans la variabilité des anomalies de températures moyennes de surface dans l'hémisphère Nord (figure 2) est similaire qu'il soit donné par les enregistrements ( $\sigma = 0,1$  °C) ou produit par chacun des modèles ( $\sigma = 0,14 - 0,2$  °C), les valeurs les plus hautes étant obtenues pour deux simulations mettant en jeu un océan peu profond (1 300 m contre 5 000 m pour les autres simulations).

3. La restitution par les modèles de la variabilité à long terme (décennale ou plus longue) est satisfaisante. Cependant, alors que les séries des températures moyennes en surface dans l'hémisphère Nord sont bien corrélées aux reconstructions fournies par les marqueurs paléoclimatiques ( $r^2 = 0,1 - 0,26$  pour les simulations prises individuellement,  $0,23 \pm 0,12$  en moyenne pour l'ensemble et pour des niveaux de signification de 95 %), les distributions spatiales ne le sont pas. Cela démontre qu'il est relativement aisé d'obtenir une estimation moyenne satisfaisante des changements forcés à l'échelle d'un hémisphère, de même qu'avec des modèles intermédiaires ou à bilan énergétique (Crowley, 2000 ; Bauer *et al.*, 2003 ; Goosse *et al.*, 2004), alors que la distribution spatiale de ces changements est bien plus sensible à la qualité de la simulation et à la mise en équation des comportements physiques dans le modèle (comparer entre autres Waple *et al.*, 2002 ; Shindell *et al.*, 2001a). En particulier, l'amélioration de la résolution horizontale, l'inclusion d'une stratosphère plus réaliste et précise, une meilleure prise en compte de la dynamique océanique et des interactions avec l'ozone sont susceptibles d'améliorer la reconstitution des changements régionaux.

Sur la période 1850 à 2000, l'essentiel des efforts a consisté en l'amélioration des champs de forçage (en particulier ceux des aérosols troposphériques et de l'ozone). En guise de contribution au 4<sup>e</sup> rapport d'évaluation du GIEC, le GISS a réalisé de nombreuses simulations avec des modèles couplés de dernière génération, combinant tous les forçages





nécessaires (y compris certains effets indirects des aérosols) décrits ci-dessus. Ces simulations, comme celles d'autres groupes de modélisation, vont être analysées en profondeur dans les prochaines années. En attendant, des commentaires préliminaires peuvent être faits sur les changements moyens des ensembles.

Tout d'abord, la correspondance avec l'estimation moyenne globale des changements de température de surface globale est très bonne (figure 3). La tendance à long terme d'environ 0,7 °C depuis 1880 ainsi que les variations décennales (le réchauffement jusqu'en 1950, un refroidissement jusque vers 1970, et ensuite un réchauffement abrupt jusqu'en 2000, interrompu par les effets de refroidissement visibles d'El Chichon et du mont Pinatubo) sont bien représentées. La rétraction de la banquise modélisée est un peu plus lente que celle observée. Au niveau de la surface océanique, le net déséquilibre de chaleur d'environ 0,5 W/m<sup>2</sup> depuis 1960 correspond bien à celui estimé par le changement de quantité de chaleur dans l'océan depuis lors (Levitus *et al.*, 2000). Sur la période satellitaire (depuis 1979), la correspondance avec les anomalies des enregistrements MSU (*Microwave Sounding Unit*) est également très bonne

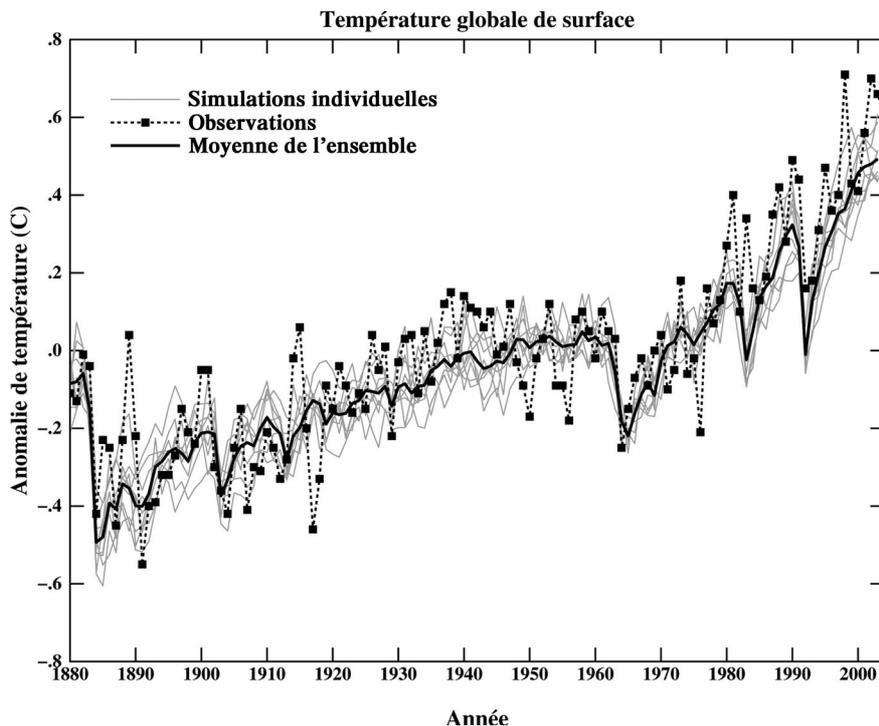
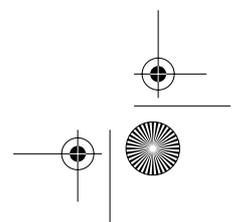
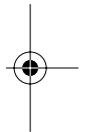
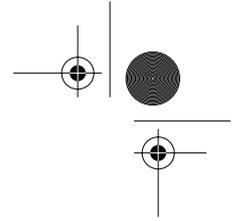


Figure 3 : Simulations couplées faites dans le cadre du GIEC pour la période 1880-2003.



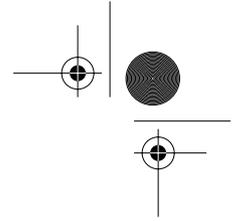


(Mears *et al.*, 2003). La tendance au refroidissement montrée par l'enregistrement stratosphérique MSU4 est un peu sous-estimée, tandis que l'absence de tendance significative de l'enregistrement « troposphérique » MSU2 est retrouvée. Spatialement, les tendances de température sur cette période montrent une amplification en zone polaire, comme observée dans l'hémisphère Nord, un minimum du changement de température de surface des océans aux moyennes latitudes, cohérent avec les couches de mélange profondes caractéristiques de ces régions, ainsi qu'une diminution faible de la circulation à grande échelle dans l'Atlantique Nord. Il reste à voir jusqu'à quel point les variations temporelles et spatiales sur cette période sont bien modélisées.

### *Les directions futures*

Les prochaines années verront l'amélioration des capacités de calcul informatique, la sophistication de la physique incluse dans les modèles et l'augmentation de la durée des simulations. En même temps, les estimations des forçages climatiques potentiels deviendront probablement plus fiables, et les enregistrements paléoclimatiques plus nombreux et plus complets. Pousser plus avant la modélisation des enregistrements des marqueurs paléoclimatiques (comme les isotopes ou les assemblages faunistiques) permettra de reproduire de plus en plus fidèlement les données (et/ou de mettre en évidence les problèmes qui perdurent au sein des modèles).

Il ressort clairement des résultats discutés ici que les bases de données retraçant les changements climatiques répondent aux besoins de la modélisation par leur capacité à isoler les mécanismes forçants (tels que la variabilité solaire à long terme ou le volcanisme) et à fournir des reconstructions sur des périodes données. Dans la mesure où les enregistrements paléoclimatiques sont isolés dans l'espace (carotte sédimentaire marine), un effort dans le sens de l'intégration des différents enregistrements au sein d'un réseau spatial (tels les travaux de Mann *et al.*, 1998 ; Harrison *et al.*, 2003 et Luterbacher *et al.*, 2004) est nécessaire. Cette tâche est rendue difficile par les problèmes, entre autres, de chronologies, d'écart de résolution entre les enregistrements, d'influences non climatiques surimposées aux signaux, de biais dans l'échantillonnage, etc. Cependant un tel travail est de plus en plus indispensable si l'on veut fournir un cadre paléoclimatique fiable pour valider les modèles et formuler des hypothèses. Tenter de modéliser certains enregistrements isolés,

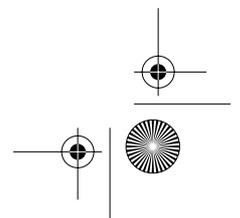
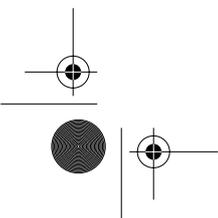


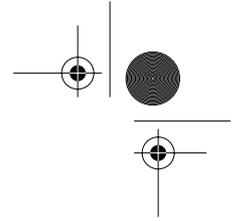
comme les carottes de glace polaires, est utile mais ne suffit pas à garantir la validité d'un modèle climatique global sans le soutien du réseau spatial de données mentionné plus haut.

Le succès des modélisations de la variabilité climatique holocène repose sur l'élargissement de l'éventail des rétroactions pris en compte par le modèle. On peut citer entre autres les interactions avec l'ozone dans le cas du forçage solaire, les températures de surface de l'océan dans presque tous les cas, la distribution de la végétation pendant l'Holocène moyen, la dynamique de la stratosphère (avec une résolution précise) pour saisir certains changements de la circulation atmosphérique. On peut envisager que, progressivement, d'autres rétroactions seront ajoutées aux modèles, telles les interactions avec les poussières et les autres aérosols, le cycle du carbone et la composition chimique de la troposphère. L'ajout de modules biogéochimiques dans des modèles entièrement couplés permettra d'apprécier plus clairement si les variations de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre depuis les huit derniers millénaires sont d'origine anthropique, comme avancé récemment par Ruddiman (2003), ou répondent simplement à l'évolution du climat (Gerber *et al.*, 2003).

Pour les états stationnaires d'une durée supérieure à quelques décennies, mais inférieure à quelques millénaires, la circulation océanique n'est pas supposée atteindre l'équilibre avec le forçage. Ainsi, pour les changements s'opérant sur plusieurs dizaines à centaines d'années, des simulations transitoires couplées sont requises et un important effort en faveur de leur développement doit être poursuivi (Widmann et Tett, 2003 ; Gonzalez-Rouco *et al.*, 2003). Cette échelle de temps est la plus communément observée dans les enregistrements paléoclimatiques pendant l'Holocène, et un travail encore très important reste à accomplir avant de valider les modèles à cette gamme de fréquence. En particulier, valider la sensibilité de la circulation globale en Atlantique Nord dans les modèles océaniques nécessite des périodes cibles (potentiellement, l'événement à 8,2 Ka) pendant lesquelles des changements relativement bien connus ont eu lieu en réponse à des forçages raisonnablement bien définis. Une raison expliquant la divergence des projections de changement de la circulation en Atlantique Nord (Houghton *et al.*, 2001) est précisément que la sensibilité de cette circulation (par opposition à son intensité) n'a pas été suffisamment bien validée par comparaison avec des enregistrements du climat passé.

Il est peu probable que les modèles viennent à offrir des résultats correspondant exactement aux séries temporelles provenant d'un enregistrement en particulier. Il existe un « bruit » météorologique ou une variabilité intrinsèque au système climatique qui exclut que les simula-





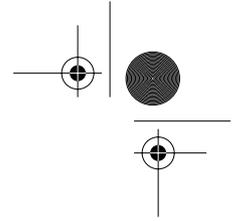
tions du climat, quel que soit leur degré de sophistication, ne suivent la même trajectoire semi-aléatoire que celle prise par le climat terrestre. Des ensembles de nombreuses simulations peuvent moyenniser une partie de ce « bruit », mais ce lissage nécessaire peut également masquer certaines variations spatiales ou à court terme, néanmoins présentes dans les enregistrements climatiques fournis par tel ou tel marqueur. Ainsi, bien que des estimations fiables des variations de températures aux échelles globale ou hémisphérique soient à notre portée, des simulations climatiques à l'échelle régionale sont encore hors d'atteinte. La simulation de variables hydrologiques, telles les précipitations ou la sécheresse, ou d'événements extrêmes, est plus problématique du fait de leur variabilité plus importante dans le temps et l'espace. Certaines informations en la matière peuvent être atteintes en réduisant à l'échelle régionale, voire locale (Thompson et Wallace, 2001 par exemple), des phénomènes à grande échelle liés à la circulation atmosphérique globale (telles les oscillations nord-atlantique et arctique ou ENSO), mais de telles solutions sont probablement amenées à faire exception. Des modélisations régionales ou « modèles zoomés » (avec une résolution plus fine localement) pourront également être utiles en la matière.

Concernant l'Holocène, les modèles climatiques suggèrent que :

1. bien que les changements de températures moyennes à l'échelle hémisphérique apparaissent être une réponse fiable aux forçages, la distribution spatiale de la réponse peut être complexe et dépendre de la justesse de la physique incluse dans les modèles ;
2. les variabilités, telles les oscillations nord-atlantique, arctique ou ENSO, peuvent être affectées par les forçages ;
3. les types de changement connus par la Terre dans le passé mettent encore à l'épreuve notre capacité à les modéliser. Cependant, en nous concentrant encore davantage sur la variabilité propre à ces périodes, nous serons amenés à améliorer notre compréhension du climat Holocène et acquerrons une confiance croissante en nos modélisations des changements climatiques récents et futurs.

### *Remerciements*

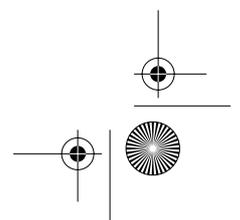
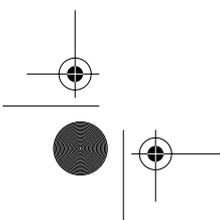
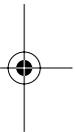
Le développement des modèles GISS est financé par la NASA. L'auteur remercie Drew Shindell, Jim Hansen, Rick Healy, Allegra LeGrande et Larissa Nazarenko pour avoir fourni quelques-uns des

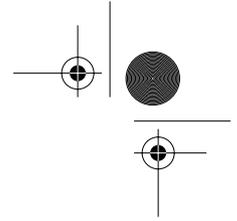


résultats présentés et pour nos fréquentes discussions. Un grand merci à Lætitia Pichevin pour la traduction de mon texte.

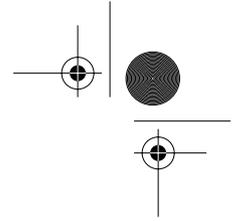
#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS J.B., MANN M.E., AMMANN C.M., « Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing », *Nature*, 426, 2003, 274-278.
- BARBER D.C., DYKE A., HILLAIRE-MARCEL C., JENNINGS A.E., ANDREWS J.T., KERWIN M.W., BILODEAU G., MCNEELY R., SOUTHON J., MOREHEAD M.D., GAGNON J.-M., « Forcing of the cold event of 8 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes », *Nature*, 400, 1999, 344-348.
- BARD E., RAISBECK G.M., YIOU F., JOUZEL J., « Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides », *Tellus* 52B, 2000, 985-992.
- BARD E., ROSTEK F., SONZOGNI C., « Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone paleothermometry », *Nature*, 385, 1997, 707-710.
- BAUER E., CLAUSSEN M., BROVKIN V., « Assessing climate forcings of the earth system for the past millennium », *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2003, doi : 10.1029/2002GL016639.
- BERGER A., « Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes », *J. Atmos. Sci.*, 35, 1978, 2362-2367.
- BRACONNOT P., JOUSSAUME S., MARTI O., DE NOBLET N., « Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid – Holocene insolation », *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1999, 2481-2484.
- BRIFFA K.R., JONES P.D., SCHWEINGRUBER F.H., OSBORN T.J., « Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years », *Nature*, 393, 1998, 350-354.
- CHAPPELLAZ J., BLUNIER T., KINTS S., D'ALLENBACH A., BARNOLA J.-M., SCHWANDER J., RAYNAUD D., STAUFFER, B., « Changes in the atmospheric CH<sub>4</sub> gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene », *J. Geophys. Res.*, 102, 1997, 15987-15999.
- CLAUSSEN M., KUBATZKI C., BROVKIN V., GANOPOLSKI A., « Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene », *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1999, 2037-2040.
- CROWLEY T. J., « Causes of climate change over the past 1000 years », *Science*, 289, 2000, 270-277.
- DELWORTH T.L., MANABE S., STOUFFER R.J., « Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model », *Journal of Climate*, 6, 1993, 1993-2011.
- DE MENOCAL P., ORTIZ J., GUILDERSON T., SARNTHEIN M., « Coherent high and low-latitude climate variability during the Holocene warm period », *Science*, 288, 2000, 2198-2202.
- EDDY J.A., « The Maunder Minimum », *Science*, 192, 1976, 1189-1202.

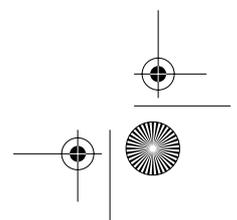
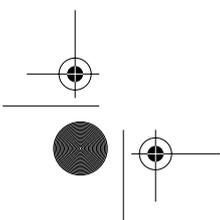
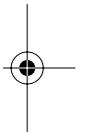


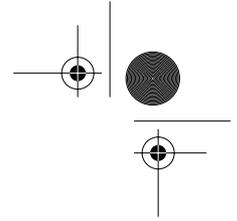


- ESPER J., COOK E.R., SCHWEINGRUBER F.H., « Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability », *Science*, 295, 2002, 2250-2253.
- FISCHER E., LUTERBACHER J., WANNER H., « Atmospheric circulation changes and European precipitation anomalies following major tropical volcanic eruptions over the last 500 year », *Geophys. Res. Abs.*, 6, 2004, 04218.
- GERBER S., JOOS F., BRUEGGER P.P., STOCKER T.F., MANN M.E., SITCH S., « Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO<sub>2</sub> », *Clim. Dyn.*, 20, 2003, 281-299.
- GONZALEZ-ROUCO, F., VON STORCH, H., ZORITA, E., « Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years », *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2116, 2003, doi : 10.1029/2003GL018264.
- GOOSSE H., MASSON-DELMOTTE V., RENNSSEN H., DELMOTTE M., FICHEFET T., MORGAN V., VAN OMMEN T., KHIM B.K., STENNI B., « A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? », *Geophys. Res. Lett.*, 31, 2004, L06203, doi : 10.1029/2003GL019140.
- HAIGH J. D., « The impact of solar variability on climate », *Science*, 272, 1996, 981-984.
- HAMMER C.U., CLAUSEN B., LANGWAY JR., C.C., « 50 000 years of recorded global volcanism », *Clim. Change*, 35, 1997, 1-15.
- HANSEN J., NAZARENKO L., « Soot climate forcing via snow and ice albedo », *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 101, 423-428, 2004, doi : 10.1073/pnas.2237157100.
- HANSEN J., RUEDY R., SATO M., REYNOLDS R., « Global surface air temperature in 1995: Return to pre-Pinatubo level », *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1996, 1665-1668.
- HANSEN J. E., SATO M., NAZARENKO L., RUEDY R., LACIS A., KOCH D., TEGEN I., HALL T., SHINDELL D., SANTER B., STONE P., NOVAKOV T., THOMASON L., WANG R., WANG Y., JACOB D.J., HOLLANDSWORTH S., BISHOP L., LOGAN J., THOMPSON A., STOLARSKI R., LEAN J., WILLSON R., LEVITUS S., ANTONOV J., RAYNER N., PARKER D., CHRISTY J., « Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations », *J. Geophys. Res.*, 107, 2002, 4347, DOI 10.1029/2001JD001143.
- HANSEN J., SATO M., RUEDY R., « Radiative forcing and climate response », *J. Geophys. Res.*, 102, 1997a, 6831-6864.
- HANSEN J. E., SATO M., RUEDY R., LACIS A., ASAMOAH K., BECKFORD K., BORENSTEIN S., BROWN E., CAIRNS B., CARLSON B., CURRAN B., DE CASTRO S., DRUYAN L., ETWARROW P., FEREDÉ T., FOX M., GAFFEN D., GLASCOE J., GORDON H., HOLLANDSWORTH S., JIANG X., JOHNSON C., LAWRENCE N., LEAN J., LERNER J., LO K., LOGAN J., LUCKETT A., MCCORMICK M., MCPETERS R., MILLER R., MINNIS P., RAMBERRAN I., RUSSELL G., RUSSELL P., STONE P., TEGEN I., THOMAS S., THOMASON L., THOMPSON A., WILDER J., WILLSON R., ZAWODNY J., « Forcings and chaos in interannual to decadal climate change », *J. Geophys. Res.*, 102, 1997b, 25,679 - 25, 720.
- HARRISON S. P., KUTZBACH J. E., LIU Z., BARTLEIN P. J., OTTO-BLIESNER B., MUHS D., PRENTICE I. C., THOMPSON R. S., « Mid-holocene climates of the

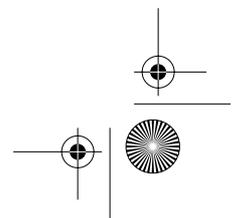
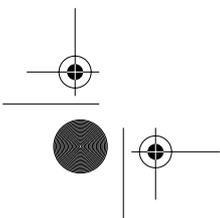
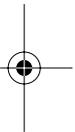


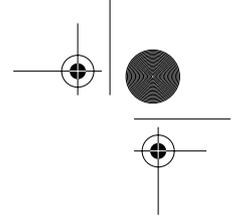
- Americas : a dynamical response to changed seasonality », *Clim. Dyn.*, 20, 2003, 663-688, doi : 10.1007/s00382-002-0300-6.
- HEWITT C.D., MITCHELL J.F.B., « MCG simulations of the climate of 6kyr BP : Mean changes and changes and interdecadal variability », *J. Clim.*, 9, 1996, 3505-3529.
  - HOLLAND M. M., BITZ C. M., « Polar amplification of climate change in coupled model », *Clim. Dyn.*, 21, 2003, 221-232, doi : 10.1007/s00382-003-0332-6.
  - HOUGHTON J.T., DING Y., GRIGGS D.J., NOUGER M., VAN DER LINDEN P.J., DAI X., MASKELL K., JOHNSON C.A., *Climate Change 2001: The scientific basis*, New York, Cambridge Univ. Press, 2001.
  - HURRELL J.W., « Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : Regional temperatures and precipitation », *Science*, 269, 1995, 676-679.
  - JOUSSAUME S., TAYLOR K.E., BRACONNOT P., MITCHELL J.F.B., KUTZBACH J. E., HARRISON S.P., PRENTICE I.C., BROCCOLI A.J., ABE-OUCHI A., BARTLEIN P.J., BONFILS, C., DONG B., GUIOT J., HERTERICH K., HEWITT C.D., JOLLY D., KIM J. W., KISLOV A., KITOH A., LOUTRE M., MASSON V., MCAVANAY B., MCFARLANE N., DE NOBLET N., PELTIER W.R., PETERSCHMITT J.Y., POLLARD D., RIND D., ROYER J.F., SCHLESINGER M.E., SYKTUS J., THOMPSON S., VALDES P., VETTORETTI G., WEBB R.S., WYPUTTA U., « Monsoon changes for 6000 years ago : Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) », *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1999, 859-862.
  - KITOH A., MURAKAMI S., « Tropical Pacific climate at the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum simulated by a coupled ocean-atmosphere MCG », *Paleoceanography*, 17, 2002, 1047, doi : 10.1029/2001PA000724.
  - LAL D., PETERS B., « Cosmic ray produced radioactivity on the Earth », *Handb. Phys.*, 46, 1967, 551-612.
  - LEAN J., BEER J., BRADLEY R., « Reconstruction of solar irradiance since 1610 : Implications for climate change », *Geophys. Res. Lett.*, 22, 1995, 3195-3198.
  - LEAN J., WANG Y.-M., SHEELEY Jr., N.R., « The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic ux during multiple cycles : Implications for solar forcing of climate », *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2002, 224, doi : 10.1029/2002GL015880.
  - LEVITUS S. *et al.*, « Warming of the world ocean », *Science*, 287, 2000, 2225-2228.
  - LIU Z., BRADY E., LYNCH-STIEGLITZ J., « Global ocean response to orbital forcing in the Holocene », *Paleoceanography*, 18, 2003, 1041, doi : 10.1029/2002PA000819.
  - LUTERBACHER J., DIETRICH D., XOPLAKI E., GROSJEAN M., WANNER H., « European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500 », *Science*, 303, 2004, 1499-1503.
  - MANN M.E., BRADLEY R.S., HUGHES M.K., « Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries », *Nature*, 392, 1998, 779-787.
  - MANN M.E., BRADLEY R.S., HUGHES M.K., « Northern hemisphere temperatures during past millenium : Inferences, uncertainties and limitations », *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1999, 759-762.





- MANN M.E., HUGHES M.K., « Tree-ring chronologies and climate variability », *Science*, 296, 2002, 848.
- MASARIK J., BEER J., « Simulation of particle fluxes and cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere », *J. Geophys. Res.*, 102, 1999, 12,099 - 12,111.
- MEARS C.A., SCHABEL M., WENTZ F.J., « A reanalysis of the MSU Channel 2 tropospheric temperature record », *J. Clim.*, 16, 2003, 3650-3664.
- PRENTICE I.C., WEBB III T., « BIOME 6000 : Reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records », *J. Biogeogr.*, 25, 1998, 997-1005.
- RAMANKUTTY N., FOLEY J.A., « Estimating historical changes in global land cover : Croplands from 1700 to 1992 », *Glob. Biogeochem. Cycles*, 1, 1999, 997-1027.
- RENNSSEN H., GOOSSE H., FICHEFET T., CAMPIN J.-M., « The 8,2 kyr BP event simulated by a global atmosphere-sea-ice-ocean model », *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2001, 1567-1570.
- ROBERTSON A., OVERPECK J., RIND D., MOSLEY-THOMPSON E., ZIELINSKI G., LEAN J., KOCH D., PENNER J., TEGEN I., HEALY R., « Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years », *J. Geophys. Res.*, 106, 2001, 14783-14804.
- ROBOCK A., MAO J., « The volcanic signal in surface temperature observations », *J. Clim.*, 8, 1995, 1086-1103.
- ROBOCK A., STECHNIKOV G.L., RAMACHANDRAN S., RAMASWAMY V., « Winter warming following volcanic eruptions : Observations and climate model simulations of forced Arctic Oscillation patterns », *EOS*, 80, 1999, 232.
- RUDDIMAN W.F., « The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago », *Clim. Change*, 61, 2003, 261-293.
- SCHMIDT G.A., SHINDELL D.T., MILLER R. L., MANN M.E., RIND D., « General circulation modelling of Holocene climate variability », *Quat. Sci. Rev.* (sous presse), 2005.
- SHINDELL D.T., RIND D., BALACHANDRAN N., LEAN J., LONERGAN P., « Solar cycle variability, ozone, and climate », *Science*, 284, 1999, 305-308.
- SHINDELL D.T., RIND D.H., LONERGAN P., « Increased polar stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery due to increasing greenhouse gas concentrations », *Nature*, 392, 1998, 589-592.
- SHINDELL D.T., SCHMIDT G.A., MANN M.E., FALUVEGI G., « Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600 », *J. Geophys. Res.*, 109, 2004, D05104, doi : 10.1029/2003JD004151.
- SHINDELL D.T., SCHMIDT G.A., MANN M.E., RIND D., WAPLE A., « Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum », *Science*, 294, 2001a, 2149-2152.
- SHINDELL D.T., SCHMIDT G.A., MILLER R.L., RIND D., « Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar and volcanic forcing », *J. Geophys. Res.*, 106, 2001b, 7193-7210.
- SHINDELL D.T., SCHMIDT G.A., MILLER R.L., MANN M.E., « Volcanic and solar forcing of climate changes during the preindustrial era », *J. Clim.*, 16, 2003, 4094-4107.





- SOWERS T., ALLEY R.B., JUBENVILLE J., « Ice core records of atmospheric N<sub>2</sub>O covering the last 106 000 years », *Science*, 301, 2003, 945-948.
- STUIVER M., QUAY P.D., « Changes in atmospheric C-14 attributed to a variable sun », *Science*, 207, 1980, 11-19.
- THOMPSON D.W.J., WALLACE J.M., « The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields », *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1998, 1297-1300.
- THOMPSON D.W.J., WALLACE J.M., « Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode », *Science*, 293, 2001, 85-89.
- UDISTI R., BECAGLI S., CASTELLANO E., MULVANEY R., SCHWANDER J., TORCINI S., WOLFF, E., « Holocene electrical and chemical measurements from the EPICA-Dome C ice core », *Ann. Glaciol.*, 30, 2000, 20-26.
- VON GRAFENSTEIN U., ERLKENKEUSER H., MÜLLER J., JOUZEL J., JOHNSEN S., « The cold event 8 200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland », *Clim. Dyn.*, 14, 1998, 73-81.
- WAPLE A.M., MANN M.E., BRADLEY R.S., « Long-term patterns of solar irradiance forcing in model experiments and proxy-based surface temperature reconstructions », *Clim. Dyn.*, 18, 2002, 563-578.
- WIDMANN M., TETT S.F.B., « Simulating the climate of the Last Millennium », *Pages Newsletter*, 11, 2003, 21-23.
- WILLSON R.C., « Total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22 », *Science*, 277, 1997, 1963-1965.

